

沿岸海域における活断層調査  
布引山地東縁断層帯東部（海域部）

成果報告書

平成 25 年 5 月

産業技術総合研究所

東海大学

## 目次

<b>1. 概要</b>	1
1-1 伊勢湾周辺の地形	1
1-2 伊勢湾周辺の地質と活断層	1
<b>2. 布引山地東縁断層帯の評価と課題</b>	3
<b>3. 調査</b>	4
3-1 音波探査	4
3-1.1 調査方法	4
3-1.2 高分解能地層探査装置による音波探査	5
3-1.3 地層の音波伝搬速度と潮位補正	6
3-1.4 調査測線	7
3-2 堆積物採取	8
<b>4. 調査結果</b>	9
4-1 反射探査	9
4-1.1 層序	9
4-1.2 地質構造	12
(1) 鈴鹿沖断層	12
(2) 白子-野間断層	12
(3) 津沖撓曲	13
4-2 堆積物	14
4-2.1 岩相の特徴	15
4-2.2 年代測定	15
4-2.3 堆積環境	17
<b>5. 音波探査断面の年代</b>	17
5-1 反射面の形成年代	17
5-2 反射面の形成要因	18
5-3 断層活動年代	19
<b>6. 断層評価</b>	19
6-1 鈴鹿沖断層	19
6-2 白子-野間断層	20
6-3 津沖撓曲	21
<b>7. その他</b>	23

## 1. 概要

### 1-1 伊勢湾周辺の地形

伊勢湾は濃尾平野まで含めて南北方向に伸びる沈降帯を形成し（図 1）、厚い堆積物に覆われる。東側には知多半島の丘陵から猿投山に続く山地が、濃尾平野の西側には養老山地が、伊勢湾の西側には伊勢平野の丘陵地帯が発達している。また伊勢丘陵の西側には、ほぼ南北方向に伸びる鈴鹿山地や布引山地が発達する。

濃尾平野は、東西幅 25～40km、南北約 50km の広がりを持ち、木曾川、長良川、揖斐川などによって供給された碎屑物によって形成された沖積平野である。伊勢湾は、南北約 50 km、東西約 30 kmの規模を持ち、南側で太平洋に開口部を持つ内湾である。湾のほぼ中央よりやや東側には、南北方向に伸びる最大水深 38m の凹地がある（図 1）。また、松阪沖から知多半島先端付近まで連続する高まりがあり、その最深部の水深は約 30m である。伊勢湾の西側の伊勢平野には丘陵が発達するが、海底にも海岸から東側に張り出す地形が認められる。それらを鈴鹿沖海脚、白子沖海脚と呼ぶ（図 1）。南側の白子沖海脚は東西方向に伸びる形状を持つ。白子沖海脚と松阪沖の高まりとの間には、南北幅 20km 程度の凹地が西側の津周辺の海岸向かって入り込んでいる。伊勢湾の東側には新第三系及び更新統からなる知多半島があり、隆起域となっている。また、南の湾口部は三波川帯の基盤からなる隆起帯となり、海釜地形や複雑な地形が発達する。

濃尾平野西側の養老山地は標高 600m 程度の北北西—南南東に伸びる山地で、長さは約 25km に達する。その南側の伊勢平野は、桑名から松阪までの伊勢湾西岸に広がる幅 10～20km の丘陵地で、標高は数十から 100m 程度である。この丘陵地の西側には、標高が 1000m を超える鈴鹿山地、600～800m 程度の布引山地が発達する。それぞれの山地は南北方向にそれぞれ約 50km 及び 40km の長さを持つ。

このように伊勢湾周辺の地形は概ね南北方向の山地・丘陵地とその間の低地によって、特徴付けられる。

### 1-2 伊勢湾周辺の地質と活断層

そのような伊勢湾周辺の地質構造の形成過程は複雑である。今から約 700 万年前の後期中新世には東海湖と呼ばれる淡水湖が形成された（牧野内，2001）。この湖に堆積した地層は東海層群と呼ばれ、濃尾平野東側の丘陵地帯から知多半島や伊勢湾西側の伊勢丘陵など、現在の低地よりも東西に広がった範囲に分布している（図 2）。鮮新世の間に東海湖は縮小しながら北側へ移動し、中期更新世初頭に消滅するが、その際に広域にわたって浸食面が形成された。その頃に濃尾平野とその東側で西への傾動運動が始ま

り、濃尾平野が沈降し、東側の丘陵が隆起した（中部傾動地塊運動；桑原，1968）。伊勢湾の西側でも中期更新世になって、東海層群の浸食面を覆う河川性の堆積物が堆積し、それを段丘堆積物が覆う（吉田，1987）。このように更新世の間に、東西方向に広がる東海湖が消滅し、南北方向の隆起・沈降帯が成長し始めることによって、浸食面の形成、その後の河川性堆積物の堆積とその隆起という変動が生じ、現在の大局的な地形・地質が完成した。

伊勢湾の音波探査は、1964年から地質調査所（現在の産業技術総合研究所）で実施されており（中条・高田，1970；中条・須田，1971，1972）、桑原ほか（1972）はそれらのデータを解釈し、伊勢湾東部の伊勢湾断層、西部の鈴鹿沖断層、伊勢湾中央を東西に横断する白子-野間断層などの存在が明らかにした（図3）。その後、知多半島常滑沖において、伊勢湾断層の詳細な調査が行われた（中部空港調査会，1994；豊蔵ほか，1999；岡田ほか，2000）。さらに、海上保安庁水路部が、伊勢湾全域にわたってシングルチャンネル、マルチチャンネル音波探査及びボーリング調査を実施し（図4；海上保安庁，1996；岩淵ほか，2000）、鈴鹿沖断層の正確な位置を明らかにしたほか、津沖にも海底活断層の存在を指摘した。さらに、ボーリングデータに基づいて活断層の変位速度を明らかにしている。国土地理院も海域音波探査などを実施し、沿岸海域土地条件図を公表している（建設省国土地理院，1973）。

濃尾平野から伊勢湾に至る沈降帯の西側に発達する活断層は、大きく2列に分かれる。一つは、鈴鹿山地および布引山地の東縁を限る断層帯で、鈴鹿東縁断層帯（地震調査研究推進本部，2005a）及び布引山地東縁断層西部（地震調査研究推進本部，2005b）と呼ばれている（図3）。断層の変位速度は0.1-0.3m/千年で、B級の活断層である。これらの断層の東側には養老山地東縁から南に連続する養老—桑名—四日市断層帯（地震調査研究推進本部，2005c）及びその南側の布引山地東縁断層帯東部（地震調査研究推進本部，2005b）が発達する。養老—桑名—四日市断層帯は4m/千年の最大変位速度を持ち、この地域では最も活動的である。また、四日市港付近から南東方向に伸びる鈴鹿沖断層（桑原他，1972；岩淵他，2000）も本断層帯に含まれる可能性があるが、評価はされていない。布引山地東縁断層東部は伊勢平野南部の丘陵を形成に関与したと考えられるが、活断層としての変位速度はかなり小さい。

伊勢湾の東部には、北北西—南南西方向に伊勢湾断層（地震調査研究推進本部，2005d）が発達する。この断層は知多半島の隆起に関連したと考えられる東上がりの逆断層である。さらに伊勢湾内にはそれらの断層と大きく斜交する東西方向の野間-白子断層が発達している（桑原ほか，1972）。本断層は北側が隆起する逆断層で、伊勢湾断層帯の一部として評価されている（地震調査研究推進本部，2005d）。

このように、伊勢湾及びその周辺には、方向が異なる多くの断層が発達し、ブロック化していることが大きな特徴である。それら断層相互の影響も検討する必要がある。

## 2. 布引山地東縁断層帯東部の評価と課題

松田ほか（2000）は、布引山地東縁断層帯を北部と南部に区分した。その区分では北部は布引山地の東縁に発達する断層帯で、明星ヶ岳断層や庄田断層からなり、南部は東側にステップし、津市南方の高茶屋断層、鳥戸断層などからなるとされていた（図3）。その後、南部の高茶屋断層の北側延長付近の海底に活断層が報告された（岩淵ほか、2000）。それによって、さらに北側の陸域で報告されていた千里断層までを一連の断層帯と判断し、布引山地東縁断層帯東部として区分された。従来の布引山地東縁断層帯の北部とされていた部分は、同断層帯西部として評価されている（地震調査研究推進本部、2005b）。

布引山地東縁断層帯東部は全長 48km の西傾斜の逆断層である。全体が一度に活動するとマグニチュード 7.6 程度の地震が発生する可能性があるとされている。南半部は内陸部に発達し、段丘面の変形やトレンチ壁面での断層変位構造が確認されている。それらの調査結果に基づいて、平均変位速度は 0.1m/千年前後と推定されている。また、最新イベントは 1 万 1 千年前頃にあり、1 回のずれは約 2.5m、地震発生間隔は 2 万 5 千年間隔と推定されている。ただし、最新イベントの年代はそれほど信頼性が高くないと考えられている。

一方北半部は沿岸部から海域に分布する。津市街地南側の沿岸部では、東海層群の上限深度分布や褶曲構造から逆断層が存在すると推定され、高茶屋断層と呼ばれている（吉田、1987）。断層帯の北端は千里断層と呼ばれている。東海層群と中位段丘面に変形が認められるが、トレンチ調査などによる断層の確認は行われていない。高茶屋断層と千里断層の間は沖積平野になる。2つの断層延長部では断層は確認されていないが、海岸に近いこともあって、調査が困難な場所である。その区間の海域のやや東側に離れた場所に、ほぼ南北方向の活断層が報告されている（海上保安庁、1995；岩淵ほか、2000）。本報告では、この断層を津沖撓曲と呼ぶ。地震調査委員会ではこの津沖撓曲と高茶屋断層と千里断層を含めて一連の断層帯であるとし、布引山地東縁断層帯東部とした（地震調査研究推進本部、2005b）。

一方、これら南北方向の活断層と大きく斜交する東西方向の白子—野間断層が、津沖撓曲と千里断層の間に伸びてくる（地震調査研究推進本部、2005d）。この断層は伊勢湾断層帯の一部として評価されており、変位速度は 0.3m/千年程度、活動間隔は 8 千年

程度と推定されており、布引山地東縁断層帯東部より活動的である。白子—野間断層の西方延長に当たる伊勢平野の丘陵部に分布する東海層群中には、北西—南東から東西方向の褶曲が北側隆起の構造を形成している(吉田, 1987)。これらの東西方向の構造は、布引山地東縁断層帯東部の千里断層と津市沖撓曲との間を分断するように発達することから、その活動が布引山地東縁断層帯東部の連続性の評価に大きく影響する。

本調査では、津沖の活断層の実態と野間—白子断層との関係を解明するとともに、津沖撓曲の北方への延長の可能性を検討するために、鈴鹿沖まで調査を行った。

### 3. 調査

海域での調査は、断層の位置形状と周辺海域の層序を明らかにするため、SES2000 地層探査機を用いた音波探査と、地層の年代を決定するために、ピストンコアを用いた堆積物採取を行った(図 5)。また、海上保安庁海洋情報部から音波探査データ・ボーリング調査報告書等の提供を受け、比較しつつ解釈を行った上で(第 6 図)、断層の解析を実施した。

#### 3-1 音波探査

##### 3-1.1 調査方法

本調査は、高分解能地層探査装置の SES2000 地層探査システムを使用して実施し、GPS 衛星を利用した D-GPS システムを用いて位置決定と操船誘導を行った。

取得した音波探査記録の解析に当っては、解析精度の向上を図るために本地層探査器専用の解析ソフトである ISE を使用した。

以下に、海上位置決定と調査船誘導方法、高分解能地層探査装置 SES2000 地層探査システムの性能、音波探査記録整理・解析時の地層音波伝搬速度や潮位補正について説明を行う。

調査時期と漁の最盛期と重なったことや 5 トンクラスの作業船登録されている漁船が少ないことから、四日市港船籍のうみねこ(19.35 t)を備船し(写真 1)、平成 24 年 8 月 20 日～平成 24 年 9 月 1 日の日程で調査を実施した。

海上位置決定は Hemisphere 社製の D-GPS (VS100)、調査船誘導はアカサカテック社製の GPMate-ECHO から構成される D-GPS 測位システムを使用した。本システムにおける位置精度は 1m 以下である。

調査船誘導に使用した GPMate-ECHO は、計画測線を予めパソコンに入力すれば、調査実施時には計画測線と調査船の位置とその航跡をパソコン画面上に常時表示すること

ができる（写真 2-1）。

また、D-GPS 測位システムの使用に当たっては、事前に調査海域近傍の既設基準点の四等三角点（磯山海岸）において GPS の精度確認を行った（写真 2-2）。

### 3-1.2 高分解能地層探査装置による音波探査

#### (1) SES2000 地層探査システムの概要

本装置は、パラメトリック音響技術を採用した高分解能音波探査装置である。外観を写真 3 に示し、システム構成を図 7 に示す。また、SES2000 地層探査システムを構成する SES2000 及び動揺センサーの外観を写真 4、仕様を表 1 と表 2 に示す。

SES2000 地層探査システムのパラメトリック音響技術とは、100kHz の一次周波数と異なる周波数の超音波を同時に発信することにより、超音波が互いに干渉し合い、二次周波数(5・6・8・10・12・15kHz)を発生させる方式である。この方式により、精密測深と地層探査を同時に実施することが可能になった。さらに、従来の浅海用音波探査システムがワイドビームであるのに対し、SES2000 地層探査システムは 3.6° の狭ビームを用いることができるため、トランスデューサー直下の探査が可能となった。音波探査の作業状況を図 8 に示す。

また、従来の音波探査装置は、波の影響を受けると船体の動揺がそのまま記録され解析に支障をきたすことがあったが、SES2000 地層探査システムは、動揺補正装置（ダイナミックモーションセンサー）を用いて波の動揺補正（ヒーブ）を行うことにより、波浪の影響を排除した明瞭な記録を取得することが可能になったのが大きな特徴である。

#### (2) 従来の浅海用音波探査システムとの性能比較

浅海域の極表層部を対象とした従来型の音波探査装置には、カイジョー社製ソノプロブや SyQwest 社製 StrataBox 等がある。

本調査で使用した SES2000 地層探査システムと他の 2 機種とを比較した場合、SES2000 地層探査システムは、①音波の指向角が非常に狭い、②周波数帯が広い、③送信レートが高い（発振間隔が短い）、④探査精度が高いなどの特徴が挙げられる（表 1）。それに対し、従来型の音波探査装置は、指向角やパルス幅が大きい単一周波数の音波である上に、動揺補正装置が使用できないという精度上の問題がある。理想的な地層探査システムは、①超音波ビームはサイドローブがない、②リングングのない短いパルスを送信できること、③高い送信レートを維持できること、④ビームステアリング・ビーム安定化・ヒーブ補正ができることなどの能力を持っていることが必要である。SES2000 地層探査システムはこれら要件を全て満たし、かつ浅海用音波探査機として非常に優れた性能を

持つことを意味しており、特に本調査のような極表層部での活断層の分布及び形状等の把握を目的とした音波探査に最適な機種であると考えられる。

### (3) 音波探査における動揺補正効果

SES2000 音波探査システムは、動揺補正装置（ダイナミックモーションセンサー）を採用し、波の動揺補正を行っている。従来の音波探査装置では、調査時の海況によっては調査船が大きく上下し探査記録が波による影響を受け、反射面の微細な形状を把握することが困難であった。同一探査記録における、動揺補正前後での解析比較例を以下に示す。

動揺補正前の記録（図 9）は、波の影響を受け海底面や海底下の反射面が波状になり、地質構造との判別が困難である。記録中の赤枠で囲った部分に北落ち（見かけの落ち方向）の変位があると推定はできるが、海底面付近の表層堆積物の変位の有無を正確に判断することは難しい。

しかしながら、動揺補正後の記録（図 10）では、堆積物中にみられる内部反射が滑らかな線として表現されており、赤枠内に北落ち（見かけの落ち方向）の明瞭な撓曲が認められ、海底面付近にも撓曲による変位が見られる。動揺補正装置（ダイナミックモーションセンサー）をシステムに組み込むことによって、従来の音波探査器では得ることができなかった反射面のわずかな変位を正確かつ明瞭に判別できる記録の取得が可能となった。

## 3-1.3 地層の音波伝搬速度と潮位補正

### (1) 音波伝搬速度

堆積物中の音波伝搬速度（以後、音速度という）は、調査海域の地質や底質の含水率により異なるが、今回の調査の目的が断層の位置や性状の把握であることから音速度を 1500m/sec と仮定し調査を実施した。厳密に言えば堆積物の種類や含水率により音速度は変化するが、一般的に大陸棚堆積物のような軟弱な堆積物の音波伝播速度については、これを考慮せず 1500m/sec とすることが多い。

### (2) 潮位補正

SES2000 地層探査システムは、得られた音波探査記録を専用の解析ソフトである ISE を使用して精度の高い水深値を読取ることができる。この読取った水深値で海底地形図等の作成のため、調査海域近傍の四日市港管理組合が管理する四日市港の潮位データを使用した。また、使用した潮位データの基準面は、四日市港基準面（Y.P）であること



から、四日市潮位図を用いて基準面を東京湾平均海面（T.P）に変更して用いた。

### 3-1.4 調査測線

伊勢湾西岸、特に沿岸域では表層堆積物の底質によっては記録の質の低下が予想される。この為、建設省国土地理院（1973）が実施した音波探査の測線方向を参考とし、全体像を明らかにするための測線を実施し、その後、重要な領域において、詳細な測線を追加した。

基本測線として、海岸線に直行する北西-南東方向の主測線（L 測線）を全域で実施した（図 5）。また、鈴鹿沖断層や白子-野間断層の活動に起因する海脚地形を横断する南北方向の測線として、海岸に近い海脚上に EX 測線、その東方沖合に S 測線を設定した。それぞれの測線の調査距離は L 測線 123.9km, EX 測線 32.2km, S 測線 23.5km となった。

基本測線の探査結果より、特徴的な地質構造が認められた海域に対し、精査範囲を選定し、観測を行った（図 11~13）。精査範囲は、鈴鹿沖断層南西延長部および白子-野間断層西端部で、測線名の頭に AD と VL の番号を付け観測を実施した。精査測線（AD, VL）では、断層の走向を考慮し南北方向の測線を設置した。これら精査測線の調査距離は AD 測線 18.9km, VL 測線 46.9km である。

各測線で得られた反射断面間の対比のための測線（K 測線）を実施した。主測線に直交し海岸線にはほぼ平行な北東-南西方向を基本としたが、主測線の記録状況等を考慮して適宜調整を行った。それらの測線距離は 48.9km となった。

船速については良好な記録を取得するために船速を極力一定にし、データ密度を上げるために低速走行に努めた。概査測線と精査範囲で船速は多少異なるが、概ね 2~4 ノットで航走し、測線の総本数は長短含めて 53 本、調査距離は合計 294km 程度となった。

本調査範囲は広域であるため、北からそれぞれ鈴鹿沖海域、白子沖海域、津市海域、沖合海域と区分けして、それぞれの調査海域における測線に関して記載する。

#### (1) 鈴鹿沖海域

鈴鹿沖海域は調査域の最も北部に位置し、鈴鹿沖断層の南西延長部を確認するために調査を実施した（図 11）。L 測線の間隔は約 1.2km である。鈴鹿沖断層の走向が概ね東北東-西南西方向であることから、断層南西端部で南-北方向の VL 測線を追加した。測線間隔は約 1.0km である。また、概査測線に直交する検測線（K 測線）を海岸線から 2km, 5km 沖合に設定した。

## (2) 白子沖海域

白子沖海域は、海岸線より南東に張り出す海脚部に位置する。概査測線（L 測線）の測線間隔は約 1.8～2.3km である（図 11）。また、海脚部を横断する測線（EX 測線 1～6）は、測線間隔が広い海域で追加した測線である。測線長や測線の方向については、状況や海況に応じて調整した。さらに海岸線沖合約 8km で白子-野間断層と海脚部との関係を把握するため、海脚全体を横断する測線（S-4 測線）を設定した。

## (3) 津沖海域

津沖海域の L 測線の測線間隔は約 0.5～1.0km とした（図 12）。白子-野間断層西端部と津沖撓曲北端部との関係を明らかにするために、白子-野間断層西端部に南-北方向の AD 測線（AD0、AD0.5、AD1～4）及び VL 測線（VL1～VL3）を設定した。測線間隔は、約 0.5km 程度である。VL2 と VL3 測線については、本調査後に実施される柱状採泥のことを考慮して、南側に 4 km 程度延長した。測線の本数は長短を含めて 14 本となり、調査距離は合計 66 km 程度となった。

## (4) 沖合海域（S 測線）

沖合海域では、白子-野間断層の地質構造の把握を目的とした概査を実施した（図 13）。S 測線は、既往の海底地形図、底質図、既存の断層分布を参考に代表的な断面が予測される場所を選定した。測線方向は、ほぼ南-北方向で、測線長は約 7.5～8.2km とした。測線の本数は、3 本（S4～S6）であり、調査距離は合計 24km 程度となった。

## 3-2 堆積物採取

採泥調査は、先行して実施された高分解能音波探査調査の結果に基づいて、津市沖から鈴鹿市沖にかけての水深が 15.5-25.4 m の 4 地点を設定して行った（図 14, 表 3）。柱状試料の採取にはパイプ長が 8 m のピストン式柱状採泥器を用いた。インナーチューブはポリカーボネート製で、内径が 7.5 cm、長さが 4 m のものを 2 本連結して使用した（写真 5）。

採取されたコア試料は、1 m ごとに分割したうえで内部の試料を半割にし、乾燥を防いだ状態をつくば市の産業技術総合研究所に運搬した。半割したコア試料の片側を研究用、もう一方を保存用とした。研究用のコア試料については、半割面を整形後に写真撮影を行い、肉眼記載を行った。一方、保存用のコア試料については、軟エックス線写真撮影用に表面のスラブ試料を採取し、残りを保存した。

研究用コアから採取した貝殻やウニの殻などを対象に、放射性炭素年代測定を行った。

年代測定用に採取した試料は主に破片化したもので、二枚貝についてはほぼ離弁であった。これらについて、超音波洗浄機を用いて純水中でおよそ 15 分洗浄後、40 °C に設定した乾燥器で十分に乾燥させた。その後、(株) 地球科学研究所を通じて Beta Analytic 社の加速器質量分析法 (AMS) を用いて分析を行った。得られた年代値について、ソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) により、MARINE09 データセット (Reimer et al., 2009) を用いて暦年較正を行った。海洋リザーバー効果の補正は、伊勢湾と同様に太平洋側に位置する三浦半島で得られた 7 つの海洋リザーバー値 (Shishikura et al., 2007) の平均値  $\Delta R = 133 \pm 16 \text{ yr}$  を用いて行った。

得られた年代値をもとに、周辺地域で従来報告されている天城カワゴ平テフラ (Kg , 3.1 cal kyr BP, 町田・新井, 2003) および 鬼界-アカホヤテフラ (K-Ah, 7.3 cal kyr BP, 町田・新井, 2003) の有無を確認し、不明瞭な場合には対象層準の泥質堆積物の洗い出しを行った。すなわち、推定されるテフラ層相当層準を含む上下 50 cm の区間内で、1 cm スライス試料を 3 あるいは 5 採取し、それらを 63  $\mu\text{m}$  メッシュの篩を用いて泥質分を除去した。得られた砂質分の試料について、40 °C に設定したオーブンで乾燥させたうえで実体顕微鏡を用いて火山ガラスの有無について確認した。

## 4. 調査結果

### 4-1 反射探査

#### 4-1.1 層序

代表的な層序を観察できる反射断面を図 15、調査海域ごとにまとめた反射断面とその解釈を、図 16-25 に示す。これらの反射断面で観察される地層は、顕著な不整合を境として、上部の A 層 (完新統) とその下位 B1, B2, B3 層に区分した。

これらの地層は後期更新世以降の海水準変動の影響を強く受けて形成されたと考えられる。伊勢湾の北に位置する濃尾平野では、木曾川のデルタ堆積物を対象として完新世の相対的海水準変動が復元されている (海津, 1992)。そこで示されている年代値をもとにソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年較正すると、海水準変動のおおよその傾向は次のようにまとめられる。すなわち、現在の海水準を 0 m とした場合、10 cal kyr BP 前後で -22~-43.5 m で、その後上昇し、9.2 cal kyr BP で -12.5 m、6.5 cal kyr BP で -7 m、5.8 cal kyr BP で -2.7 m、4.7 cal kyr BP で -1.8 m となる、それ以後はおおよそ 1-3 m の変動をへて現在に至る。このような海水準変動に関する知見と調査海域が水深 40m より浅いことを考慮すると、A 層は最近約 1 万年間の地層であると推定される。

A 層は伊勢湾内の中軸部や津沖の低地に広く分布し、層内にはほぼ平行な反射面が発達する。一方、鈴鹿沖海脚及び白子沖海脚は B1 層以下によって構成されており、その周辺斜面で A 層は B1 層以下にオンラップする (図 15 : 1500-2500 m)。

津沖の海岸線に平行な測線 K2-1 及び K3 では、最大で約 20m の厚さの A 層が発達する (図 15)。海底下約 10m に連続的で明瞭な反射面が発達し、その下位には明瞭な反射面がいくつか認められるが、上位では反射面が不明瞭になる。全ての反射面は滑らかで、不規則な起伏はほとんど認められない。そのような滑らかな反射面の最も下位の面を A 層の基底とした。

A 層内の特に明瞭で連続性の良い反射面を上位から Ra0、Ra1、Ra2 及び Ra3 と呼ぶ (図 15)。Ra1 は後に述べるように、広域テフラ K-Ah に対比できる可能性がある。鈴鹿沖及び白子沖海脚の周辺では A 層は次第に薄くなり、内部の反射面もほとんど見えなくなる (図 15~22)。海脚上には、B 層を侵食した谷地形を A 層が埋めている (図 16 : 測線 L2, KS1, L3, 図 17 : 測線 VL6, VL7, VL8)。一方、津市沖では、厚さ 10m 前後の A 層が海岸に最も近いところまで連続し (図 23~25)、そのまま津周辺の沖積平野に連続すると推定される。もっとも陸に近い部分で A 層基底の水深は 20m 程度である。その付近では、A 層の最上部に沖積平野前置層の先端が見える。

A 層の等層厚線図 (図 26) では、白子沖海脚の南側で等層厚線が密になっており、東西方向に延びる。これは、白子 - 野間断層に伴う地質構造に調和的である。伊勢湾中軸付近の白子 - 野間断層の南側では、A 層は 20~25m の厚さを持ち、層内の反射面は全体が不明瞭になる (図 22)。海底下約 10m に連続的な反射面が認められ、Ra1 に対比できると推定される。それより上部では、全体にやや散乱気味で灰色に見え、不明瞭な反射面がいくつか認められる。一方、下部は完全に透明層になる。

鈴鹿沖海脚の東側にも、厚さ 15m 以上の A 層が分布する。測線が不十分なため、反射面の対比はできないが、津沖の中軸部で認められた A 層下部の透明層はほとんど分布しないと推定される。

反射面 Ra0 は津沖の低地の北部に分布し (図 27)、水深 13m から 30m にかけて認められる。反射面 Ra1 は津沖の低地全域に分布し (図 28)、それより以北では確認されない。反射面 Ra2 は A 層内の反射面のなかで最も明瞭で広範囲に追跡できた反射面であり (図 29)、水深 18m から 38m に分布する。反射面 Ra3 は津沖の低地中部の水深 28m から 39m の谷底部に分布している (図 30)。

A 層基底以下は音波の透過が限られるため、深さ 5~10m までしか情報が得られない。その範囲にも多様な反射面が発達し、その特徴から、B1、B2、B3 層に区分した (図 15)。

B1 層は水深約 30m 以下にしか分布しない。津沖では、全体として灰色の均質な地層

で、内部に反射面はほとんど認められない（図 15, 23～25）。伊勢湾の中軸付近では白く抜けた透明層となる（図 22）。この地層の基底は起伏を伴うことから浸食面と考えられる（図 22～25）。B1 層は浸食面を覆い、A 層との境界は滑らかではほぼ連続して堆積していることから、最終氷期以降の A 層堆積直前の堆積物であると推定した。A 層は 1 万年前以降に堆積したと推定されることから、B1 層も 1 万年前頃に堆積した可能性が高い。実際の堆積物が得られているわけではないため、信頼性は高くないが、ここでは約 1 万年前の堆積物として議論する。

B2 層はほぼすべての断面に広く認められるが、反射面はあまり明瞭でなく、連続性もそれほど良くないため、調査域内でも対比や年代の推定が難しい。海盆部では起伏を伴い、連続性の乏しい反射面が認められるが、全体としてほぼ水平な成層構造を持ち、大きな変形は認められない。白子沖の隆起帯の南側斜面にはほぼ水平な B2 層が傾斜した浸食面に切られている（図 20：測線 VL1, 図 21, 23）。このような構造から、高海水準期に堆積した地層が、その後の海水準低下或いは上昇時に浸食されたように見える。この推定が正しければ、白子沖の隆起帯の南側斜面に分布する B2 層は最終間氷期或いはそれ以前の地層であると言えるが、年代を直接決定できる試料は得られていない。さらに、他の地域の B2 層は年代が大きく異なる可能性もある。

B3 層は傾斜が大きく明瞭な浸食面で切られていることが特徴である（図 15, 18, 20, 21）。鈴鹿沖では B3 層で構成される背斜構造が浸食されており、それを B2 層が覆う（図 18）。B2 層と B3 層との間で大きな構造差があることから、かなりの時間的なギャップがあると推定される。また白子—野間断層に沿っても、傾斜した B3 層が浸食面で切られる構造が確認できる（図 15）。しかしながら、同様の構造は断片的にしか認められないため、浸食面の対比や地層の年代を推定することはできなかった。

海上保安庁は鈴鹿沖断層の両側で海上ボーリングを実施し、地層の記載と年代を報告している（海上保安庁水路部、1996）。その報告書に示されたボーリング柱状図を、ボーリング地点を横断するソノプロブの記録に重ねた（図 31）。ボーリング試料は、岩相、化石の分析、年代測定などに基づき、上から完新統の南陽層、後期更新統の濃尾層、第 1 礫層（最終氷期）、熱田層上部及び下部（後期更新世海成層）、中期更新統の第 2 礫層及び海部累層、前期更新統以下の東海層群に区分されている。しかしながら、ボーリング試料の熱田層下部より古い地層の年代は推定値で、実測されているわけでない。本調査の層序区分と比較すると、A 層は完新統、B2 層は最終間氷期を含む後期更新統、B3 層は最終間氷期を含む上部更新統～東海層群に対比できると考えられる。しかしながら、B2 層と B3 層の区分は反射面の見かけだけで行っているため、場所によって年代が重複している可能性がある。また、特に B3 層とした地層はかなり幅広い年代を含

む可能性がある。

#### 4-1.2 地質構造

##### (1) 鈴鹿沖断層

鈴鹿沖には鈴鹿沖断層が発達し、その西側が全体として隆起している。同断層は北部では北北西-南南東走向であるが、南部で南北から北東-南西方向に変え、不明瞭になるとされている（図 2）（岩淵ほか、2000）。

本調査では、鈴鹿沖断層の南西延長部の断層の有無を確認するため、測線を設定した。水深 15m より浅い部分は A 層が欠如し、B2 層及び B3 層が露出するが、全体として反射面が不明瞭で構造がわかりにくい（図 16, 17）。海岸付近では、東西から西北西-東南東方向の軸を持つ背斜構造が浸食平坦面下に観察される（図 18）が、海岸から約 2 km まで認められるのみで、沖側への延長部は不明である。海岸に直交する西北西-東南東方向の測線では海側に傾斜する反射面（図 16）が、南北方向の測線では南側に傾斜する反射面が断片的に観察され（図 17）、海岸から海側に張り出す隆起構造を形成していると考えられる。

VL7 測線と VL8 測線との間には海上保安庁のマルチチャンネル反射断面（M13 測線）が得られており（図 6）、地下深部に鈴鹿沖断層が認められ、海底付近まで変形が認められる。VL5, VL6 及び VL7 測線の SES2000 断面では断層延長部で B2 層の傾斜がやや増すが（図 17）、VL8 測線では B2 層に断層活動を示唆する明瞭な変形は認められない。このように、鈴鹿沖断層の南西延長部で明瞭な断層変位は認められないが、B2 層は変形している可能性があり、同断層が従来の解釈（岩淵ほか、2000）より南西側に延長している可能性は否定できない（図 32）。

鈴鹿沖海脚上には、B 層を浸食し A 層に埋積された海底谷がいくつか観察される。埋積されている海底谷の壁の直上では A 層中に変形が発達するよう見える部分があるが（図 16: KS1 測線/5250-6200m, 図 17: VL6 測線/300m 付近）、圧密による不等沈下であると考えて、活断層に関連する変形ではないと判断した。尚、海底谷はほぼ東西方向に延び、鈴鹿沖断層とはほぼ直行する。

##### (2) 白子-野間断層

東西方向に発達する本断層は、三重県側の海岸まで達していないと評価されている（地震調査研究推進本部、2005）が、実際には西端位置の西側には海上保安庁の音波探査データが存在しないことから、どこまで断層が連続しているのか確認されていない（図 4）。本断層は布引山地東縁断層帯の海域部と千里断層を分断する位置にあること

から、その連続性や活動時期は布引山地東縁断層帯の連続性や活動区間を考える上で重要である。そのために、同断層の西部から西方延長部で南北方向の測線を設けて詳細な調査を行った。

従来から確認されている伊勢湾中軸部では、白子-野間断層の北側で隆起する B1 及び B2 層に A 層がオンラップする (図 22)。S4 測線では A 層の内部反射が傾斜している (図 22) が、下位の B1 層の撓曲帯よりかなり幅広く地層の傾斜が認められることから、断層活動による変形ではなく、堆積構造だと判断した。断層付近で A 層が緩やかに傾斜を増すことは観察できるが、本断層の活動に伴う変形構造と判断できるものは見つかっていない。S5 及び S6 測線では B1 層はそれ以下の地層とほぼ同じ程度に変形し、垂直高度差は 3-4m であるが、S4 測線 (図 22) 及び EX2 測線 (図 21) では B1 層の垂直高度差は 10m に達する。S4 測線の B1 層内には上面に斜交する反射面が認められることから、水平に堆積した地層ではない可能性があり、10m の深度差がそのまま変位量を示すかどうかさらに検討が必要である。

EX2 測線より西側の VL-4-1 測線, VL-3-1 測線などでは (図 20, 21)、白子-野間断層の西方延長位置で B2 層は変形していない。一方、本断層の南側で B1 層の変形が認められ (図 24 : L7 測線/5500m 付近)、白子-野間断層の西部では南西側に枝分かれした新たな活断層が形成されていると解釈した (図 32)。

白子-野間断層の西方延長部では傾斜した B3 層が部分的に認められる (図 20: AD0, AD0.5 測線、図 21: EX2 測線) ことから、東海層群を変形させる白子-野間断層は、津北方の海岸まで達し、さらに内陸の東西から北西-南東方向の褶曲構造 (吉田、1987) に連続すると考えられる。しかしながら、B2 層とその上面の浸食面には断層活動による変形は認められない (図 20, 21) ことから、活動を停止している可能性が高い。

### (3) 津沖撓曲

先に述べたように、津沖は白子-野間断層の南側に沿って東西方向に延びる幅約 20 km の低地帯になっており、顕著な隆起帯は存在しない。海岸から 500 m 程度の距離でも、A 層基底の深度は約 20 m で、A 層の厚さも約 10m ある (図 23~25)。A 層基底は沖に向かって緩やかに深くなるが、海岸から 3km 付近で A 層基底の傾斜が大きくなるとともに、B1 及び B2 層の傾斜もわずかに大きくなる (図 23, 24)。その東側で A 層基底深度は海面下約 40 m に達し、ほぼ水平になる。A 層基底や B1 及び B2 層の傾斜帯は、岩淵ほか (2000) が示した津沖の断層にほぼ一致することから、断層活動に伴って形成された構造と判断し、これを津沖撓曲帯と呼ぶ。この撓曲帯は L9 から L15 まで認められ、その幅は 300-1000 m、長さは 7 km 程度である (図 32)。

撓曲帯を覆う A 層も東側への傾斜をやや増すが (図 23, 24)、その形状から断層活動を判読することは困難である。一部の断面では、A 層中に断層活動を示唆する西側隆起の変位が認められる。そのうち最も明瞭な測線 L14.5 の反射断面 1700m 付近に認められる変形で、その成因を考察した。図 33 に示したように、測線 L14.5 で認められる反射面を忠実にトレースし、東側 (低下側) を同じレベルに重ねた。その結果、全体として上位に向かって上下変位が小さくなっていくが、反射面①と②及び⑤と⑥は変位量がほぼ等しい。

このような変形パターンを以下のように解釈した。イベント 1 の発生前は反射面①と②は未変形のほぼ平坦で平行な地層であった。イベント 1 によって約 70cm の垂直変位が生じた。その変位に伴う海底の起伏はその後の堆積作用によって徐々に埋積され、最終的には反射面⑤の堆積時には完全に平坦化された。その後反射面⑥までは平坦な海底に堆積が続いたが、その後にイベント 2 が発生し、約 50cm の変位が生じた。その後の堆積作用によって徐々に埋積され、反射面⑧が堆積する頃には、イベント 2 で生じた変位もほぼ平坦化された。このような解釈に基づくと、イベント 1 及びイベント 2 の上下変位量はそれぞれ 0.7m 及び 0.5m と推定される。

海底の起伏がある程度時間をかけて埋積され平坦化するという堆積過程は K-2-1 測線の 9000~9600m (図 15) で観察できる。そこではかつての砂丘だと解釈される堆積体があり、A 層基底はそれに調和的な波状起伏を持つ。その直上の A 層中にも上位に向かって振幅は減少しつつも波状起伏が認められ、基底の起伏が完全に解消し平坦化するまで、かなり時間がかかることを示している。

このような観察事実から、L14.5 測線の A 層中の反射面の形状を 2 回の断層活動を記録していると解釈した。また、L17 測線の 5000m 付近 (図 25, 34) でも同じような変形が認められ、A 層内で少なくとも約 70cm の変位イベントが推定される。その時期も L14.5 測線のイベント 2 に近い。この断層は津沖の撓曲帯と直接連続しない位置に認められる。上記のような構造は一部の測線にしか認められず、連続した分布にはなっていないことから、断層活動以外の成因を持つ可能性も否定できない。

#### 4-2 堆積物

採泥調査の結果、長さが 6.4-7.4 m のコア試料が採取された (図 35, 36, 37)。いずれも貝殻片を含む泥質堆積物によって構成される。また、貝殻片を対象とした放射性炭素年代測定によって、0-8.0 cal kyr BP の年代値が得られた (表 4)。肉眼観察では明瞭な火山灰層は認められなかった。これらの特徴について以下にまとめる。



#### 4-2.1 岩相の特徴

地点1から得られたコア試料 (ISB-1) は、長さが 7.28 m である(図 35, 36a, 37a)。全体的に内部構造に乏しい泥質堆積物によって構成される。最下部のおよそ 0.7 m (コア深度: 7.275-6.5 m) は、シルト-極細粒砂のパッチ状の生痕をともなうオリーブ黒色の粘土質シルトで、明瞭な境界面を持たずに上位のオリーブ黒色の粘土に漸移する。最上部のおよそ 0.1 m (コア深度: 0.11-0 m) の灰オリーブ色の粘土は、含水率が高くスープ状ある。全体に、破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在する。一部では巻貝類やツノガイ類の殻も認められる。

地点2から得られたコア試料 (ISB-2) は、長さが 6.77 m である(図 35, 36b, 37b)。主に灰色の粘土によって構成され、全体的に粒度変化や内部構造に乏しいが、軟エックス線写真では一部で弱いラミナが認められる(図 37b: Sec. 2: 83 cm 付近; Sec 4: 45 cm 付近; Sec. 5: 32 cm 付近; Sec. 6: 32 cm 付近)。コア深度が 0.3-0.15 m および 0.05-0 m の区間はオリーブ黒色であるが、色調の変化は漸移的である。全体に、破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在する。一部では合弁の二枚貝類や巻貝類の殻も認められる。また、薄い材片も一部で認められる。

地点3から得られたコア試料 (ISB-3) は、長さが 7.40 m である(図 35, 36c, 37c)。全体的に粒度変化や内部構造に乏しい主に灰色の粘土によって構成される。最上部(コア深度: 0.2-0 m) はオリーブ黒色である。全体的に、破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在する。一部では、破片化した巻貝類の殻や、植物片および材片が認められる。

地点4から得られたコア試料 (ISB-4) は、長さが 6.42 m である(図 35, 36d, 37d)。全体に内部構造に乏しいが、上方粗粒化を示すのが特徴である。すなわち、下部(コア深度 6.4-4.41 m) は灰色の粘土で、中部(コア深度 4.41-2.56 m) は主にオリーブ黒色のシルト質粘土、上部(コア深度 2.56-0 m) はオリーブ黒色のシルトである。粒度変化は漸移的で、明瞭な境界面は認められない。全体的に破片化した二枚貝類やウニ類の殻が散在し、一部では破片化した巻貝類の殻も認められる。また、植物片および材片がしばしば認められる。

#### 4-2.2 年代測定

全測定試料のうち最も古い値は、地点1のコア (ISB-1) のコア深度が 7.105 m から産出したウニの殻の 7874-8052 cal yr BP である(表 4)。一方、最も新しい値は、地点3のコア (ISB-3) のコア深度が 0.05 m から産出した二枚貝の殻で、「現在」の値を示す(表 4)。したがって、本採泥調査によって得られたコアはいずれも完新世の堆積物である。これらの年代値によって見積もられる堆積速度曲線は、コアによる傾向の違

いがある (図 38)。ISB-1 は、下部から上部にかけて平均の堆積速度が増加する傾向がある。すなわち、下部で 0.18 m/kyr、中部で 0.90 m/kyr、上部で 2.82 m/kyr である。一方、ISB-2 も平均の堆積速度が変化するが、下部から上部にかけて減少する傾向がある。すなわち、下部で 1.79 m/kyr、上部で 0.37 m/kyr である。これらに対し、ISB-3 および ISB-4 はいずれも堆積速度はほぼ一定で、それぞれ、1.36 m/kyr ならびに 0.93 m/kyr である。ただし、ISB-3 については、最下部で堆積速度が変化していると読み取ることも可能で、その場合は 2.41 m/kyr と見積もられる。

このような堆積速度曲線の特徴は、岩相の特徴と一致する場合がある。すなわち、ISB-1 の下部において堆積速度の増加する層準は、岩相がシルトから粘土に細粒化する層準とほぼ一致する。ただし、中部における堆積速度の増加に対応する岩相変化は認められない。ISB-2 は、上部で堆積速度が減少するが、これに対応する顕著な岩相変化は認められない。ただし、色調に注目すると、上方にオリーブ黒色から灰色へと変化する。一方、同じコアの中部では、灰色からオリーブ黒色へと色調が変化するが、ここでは堆積速度は変化しない。したがって、堆積速度の変化と色調の変化の関係は明確ではない。また、ISB-3 および ISB-4 がいずれも堆積速度がほぼ一定なことは、岩相が粘土で大きな変化を示さないことと整合的である。

伊勢湾周辺地域で認められるテフラとして、天城カワゴ平テフラ (Kg, 3.1 cal kyr BP) および鬼界-アカホヤテフラ (K-Ah, 7.3 cal kyr BP) がある (町田・新井, 2003)。このうち Kg テフラは、愛知県常滑市沖で実施された柱状採泥調査で報告されている (中部空港調査会, 1994)。一方、K-Ah テフラは伊勢湾内での報告はないが、弥富市の名古屋港内で掘削されたボーリングコアで認められている (藤ほか, 1982)。

肉眼観察では火山灰層が認められなかったため、得られた年代値をもとに各コア試料における Kg テフラおよび K-Ah テフラの噴出年代に相当する層準を対象に、火山ガラスの洗い出しを行った。その結果、ISB-1 の Kg テフラ相当層準 (コア深度 5.6 m) および K-Ah テフラ相当層準 (コア深度 7.0 m) を含む 50 cm の区間内で、それぞれ火山ガラスが数個単位で認められた。一方、ISB-2, 3, 4 については、Kg テフラ相当層準 (各コア深度 1.2 m, 3.8 m, 2.8 m) を含む 50 cm の区間内では火山ガラスが認められなかった。既存のデータ (藤ほか, 1982 ; 中部空港調査会, 1996 など) も踏まえれば伊勢湾内に Kg テフラ及び K-Ah テフラは降灰したであろうが、本調査海域での降灰量は少なく、その後の生物活動による擾乱などの影響で堆積物中に散乱し、層として認識できなくなったと考えられる。

### 4-2.3 堆積環境

得られたコア試料は、いずれも著しく生物擾乱が発達した泥質堆積物によって特徴づけられる。年代値は、8.0 cal kyr BP から現在まで連続的に得られた。したがって、これらの堆積物は、いずれも、最終氷期最盛期以降の海進期から高海水準期にかけての内湾堆積物と考えられる。このことは、前述の海津（1992）に基づく木曾川のデルタ堆積物から推定される相対的海水準の変化と矛盾がない。このうち、ISB-4 のみ上方細粒化する傾向は、近接する河川からの堆積物供給の影響を示すと考えられる。ISB-4 は津市中央部を流れる安濃川および志登茂川の河口沖から得られていることから、両河川によってもたらされる懸濁粒子が河口の前進にともなってより沖合まで運搬・堆積するようになったことを示す可能性が考えられる。このことは、ISB-4 に植物片や材片がしばしば認められることから支持される。

## 5. 音波探査断面の年代

年代測定の結果をもとに、比較的広域で追跡できる反射面の年代を推定した。南北測線 K-2\_1 で得られた断面で認識される反射面 Ra0、Ra1、Ra2、ならびに Ra3 が、地点 2、3、4 を通る測線から得られた断面でも追跡可能である。このため、これらの反射面に注目して形成年代を推定する。なお、年代値にはソフトウェア CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年校正して算出された median probability の値（表 2）を用いる。

### 5-1 反射面の形成年代

地点 1 を通る測線 KS-1 から得られた断面では、ISB-1 が得られた深度 7.28 m の範囲内で、深度 6.1 m および 7.2 m に反射面が認識される（図 39a）。ISB-1 の堆積速度曲線に基づくと、各反射面の形成年代は 3.6 cal kyr BP および 8.0 cal kyr BP と見積もられる。一方、この断面で認識される反射面は堆積層が連続しないため、ほかの断面で対比することが困難である。

地点 2 を通る測線は、VL-4 および K-4 の 2 本ある。しかし、これらから得られた断面では、ISB-2 が得られた深度 6.77 m の範囲内で明瞭な反射面が認められない（図 39b）。一方、深度 7.2 m ならびに 10.0 m に、広域に追跡可能な反射面のうち Ra1 と Ra2 がそれぞれ認識される（図 39b）。ISB-2 の中部から下部にかけての堆積速度 1.79 m/kyr をもとに外挿すると、各反射面の形成年代は 7.2 cal kyr BP ならびに 8.8 cal kyr BP と推定される。

地点3を通る測線 L-11 から得られた断面では、ISB-3 が得られた深度 7.40 m の範囲内で、深度 4.7 m に広域に追跡可能な反射面 Ra0 が認識される (図 39c)。その形成年代は、3.7 cal kyr BP と推定される。一方、深度 10.2 m、10.9 m、13.1 m に、反射面 Ra0、Ra1 及び Ra2 がそれぞれ認識される (図 37c)。前述のように ISB-3 下部の堆積速度は 1.36-2.41 m/kyr と見積もられる。これを外挿することで、各反射面の形成年代は、6.2-7.5 cal kyr BP、6.5-8.0 cal kyr BP、7.4-9.6 cal kyr BP と推定される。

地点4を通る測線 L-14.5 から得られた断面では、ISB-4 が得られた深度 6.42 m の範囲内で、深度 1.8 m および 5.2 m に反射面が認識され (図 39d)、それぞれの形成年代は 2.0 cal kyr BP ならびに 5.4 cal kyr BP と推定される。また、深度 3.9 m に広域で追跡可能な反射面 Ra0 が認識され (図 39d)、その形成年代は 4.3 cal kyr BP と推定される。一方、深度 7.5 m、8.0 m、10.0 m に反射面 Ra1、Ra2(?) 及び Ra3 が認識される (図 39d)。ただし Ra1 については、上下の反射面の特徴がほかの断面で認識されるものと違いがあるため、その認定は必ずしも断定的ではない。ISB-4 の堆積速度 0.93 m/kyr をもとに外挿すると、各反射面の形成年代は 8.0 cal kyr BP、8.6 cal kyr BP、10.7 cal kyr BP と推定される。

なお、広域で追跡可能な反射面の形成年代は、地点2、3、4の間で違いが認められる。このことは、形成年代の推定のもとになる各コアの堆積速度に依存すると考えられる。すなわち、年代測定に用いた貝殻試料は基本的には破片化したものであることから、生物擾乱によって初生的に堆積した層準から動かされている可能性が考えられる。したがって、広域的に追跡で反射面の形成年代は、地点間の違いを考慮して一定の幅があるものとして認識する必要がある。

## 5-2 反射面の形成要因

音波探査断面に認められる反射面の一部は、コア試料が得られた深度の範囲にある。しかし、それらとコア試料の岩相の特徴との対応関係は明瞭ではない。例えば、地点1では、2つの反射面の深度が 6.1 m および 7.2 m で、それぞれ ISB-1 の下部の2層準に相当する。しかし、粗粒堆積物の挟在や明瞭な侵食面などの岩相の特徴は認められない。同様に、地点3、4においても得られたコア試料の深度までに反射面が認識されるが、いずれの場合も岩相の特徴との対応関係は認められない。したがって、反射面の形成は、岩相の特徴で認識されるような大きな堆積作用の変化やイベント堆積物の発達などが要因ではないと考えられる。

一方、一部の反射面は、火山灰層の発達と関係している可能性が否定できない。すな

わち、広域で追跡可能な反射面 Ra1 の形成年代は、地点 2、3、4 でそれぞれ 7.2 cal kyr BP、6.5-8.0 cal kyr BP、8.6? cal kyr BP と推定される。これらは、K-Ah テフラが示す 7.3 cal kyr BP と近い値といえる。したがって、いずれの層準もコア試料が得られた深度よりも下位であるが、K-Ah テフラ層として存在している可能性が否定できない。このことは、ISB-1 の K-Ah テフラ相当層準で、少量の火山ガラスが認められたことと矛盾がない。また、同様に ISB-1 では、3.1 cal kyr BP を示す Kg テフラ相当層準から少量の火山ガラスが認められた。ISB-1 での Kg テフラ相当層準で反射面は認識されないものの、ISB-1 の東側のほぼ同層準では反射面が認識される(図 39a)。したがって、この反射面は Kg テフラ層に対応している可能性が否定できない。

### 5-3 断層活動年代

L14.5 測線の変形構造の考察で推定したイベント 2 (最新イベント) は、図 33 の反射面⑥と⑦の中間の層準で発生したと考えられる。この層準は、図 39d の青の反射面直上に当たる。堆積物の年代から、⑥の反射面は約 8.0 cal kyr BP と推定されている。一方、その直下の反射面 Ra1 は K-Ah テフラに対比される可能性が高く、そうであれば年代は 7.3 cal kyr BP となる。⑧の反射面の年代は 5.4 cal kyr BP と推定されている。この K-Ah テフラの年代と⑧の反射面の年代を用いて堆積速度一定と仮定して計算すると、イベント 2 の年代は 6200-6800 年前と推定される。一方、イベント 1 の年代を直接推定できるデータは得られなかったが、A 層基底付近であることから、約 1 万年前と推定される。

## 6. 断層評価

### 6-1 鈴鹿冲断層

従来から報告されている鈴鹿冲断層の南西延長部の調査を行った。A 層には明瞭な活断層は認められなかったが、B2 層は傾斜を増しているように見え、B3 層には背斜構造が観察されることから、鈴鹿冲断層がさらに南西に延びている可能性は否定できない。活動時期を明らかにするためには、B2 層の年代を確定する必要がある。南西延長上の陸上には、鈴鹿冲断層の延長部や、海底認められた背斜構造に相当する構造は知られていない。鈴鹿冲断層は本調査の対象外であることから、同断層の評価は行わない。しかしながら、同断層の活動性については情報が不十分であることから、更に詳しい調査が必要である(図 32, 40)。

## 6-2 白子-野間断層

### 位置・形状

断層帯全体について十分なデータが得られているわけでないが、断層西端について、今回得られたデータに基づいて、断層西端部の形状に関する修正を提案する。

B1層の変形に注目すると、大きな垂直変位を持つ撓曲帯は、S4の6200-6400m付近(図22)、EX2の6500-6900m付近(図21)、L6.5の5000-5400m付近(図19)、ADK1の2300-2500m付近(図19)、L7の5500-5600m付近(図23)に認められ、それらを追跡すると断層が西端付近で南西に方向を変えていることがわかる。西端はL8の測線が中断している付近に達していると推定される。ここでは、北緯 $34^{\circ}46'$ 、東経 $136^{\circ}22'$ 付近が西端と推定される。従来の本断層西端(北緯 $34^{\circ}46'$ 、東経 $136^{\circ}35'$ )より約2km短くなる。また、B3層の撓曲帯は西方へ直線的に連続するが、B2層には変形がないことから、最近数万年間は活動していないと推定される。本断層の新しい活動は、本断層帯の西部で南西方向に変わっている可能性が高い(図39)。

### 活動時期と活動間隔

B1層に変形が認められるが、A層に変形が認められないことから(図22: S5, S6)、最新活動イベントは1万年前後と推定される。しかしながら、B1層の年代を直接推定することができなかつたため、信頼性の高い活動年代を決めることはできなかつた。また、それ以下の活動イベントは特定できなかつたため、活動間隔も不明である。一方、地震調査研究推進本部(2005d)は最新活動時期を概ね6,500年前以後-5,000年前以前としている。本調査で得られた堆積物の年代から、この年代に活動があれば、A層に明瞭な変形が認められるはずであるが、本調査結果にはそれを支持する証拠は得られなかつた。

### 平均変位速度と1回の変位量

平均変位速度を推定できるデータは得られなかつた。B1層に認められた最新活動は3-4mの垂直変位を伴う。さらに、断層西部では、最新活動によって10mに達する垂直変位が生じたように見える。この変位が断層活動だけによるものか、堆積作用も影響しているのかは明らかでない。

### 活動区間

断層西端位置を修正したことにより、断層長は2km短くなって、19kmとなった。一方、1回の断層変位量は3-4mに達することから、断層長から期待される変位量(2m

以下) よりかなり大きい。白子-野間断層周辺の断層分布を改めて見てみると、その東側の内海断層と連続しているとも見られる。地震調査研究推進本部(2005d)は内海断層を伊勢湾断層南部として、知多半島西岸沖の伊勢湾断層北部と一連の活動を評価しているが、断層形状から見て、白子-野間断層と内海断層が一連であると考えたことは不自然ではない。この2つの断層が一連であるとする、長さは36kmとなり、その活動によって発生する地震マグニチュードは約7.5、変位量は3m程度になる。

### 6-3 津沖撓曲

B2層の上面に高度差があり、海洋情報部のスパーカー記録でも堆積層中に断層が認められることから(岩淵ほか、2000)、活断層に伴う撓曲であると判断した。この撓曲帯の2~3km南側にも小規模な断層が認められる。もしこの断層を津沖撓曲の一部とすると、布引山地東縁断層帯東部の高茶屋断層とは5km以上の距離を持つことから、同断層帯東部とは独立した起震断層である可能性が出てくる。ここでは、津沖撓曲を布引山地東縁断層帯東部の一部とみた場合(津沖セグメント)と、布引山地東縁断層帯東部とは独立した起震断層(津沖断層)とした場合の、2通りの解釈を記述する。

#### 6-3. 1 解釈1(津沖セグメント)

##### 位置・形状

B2層の上面に高度差を持つ傾斜帯はL9からL15まで認められる(図23, 24)。L9ではB2層内の地層の傾斜が不明瞭であることから、この付近を北端(北緯 $34^{\circ} 46'$ 、東経 $136^{\circ} 36'$ )とした。L15ではB2層の傾斜が明瞭に認められ、L16ではB2層上面の高度差も認められなくなることから、南端はL15とL16の中間地点(北緯 $34^{\circ} 42'$ 、東経 $136^{\circ} 33'$ )とした。撓曲帯の長さは約7kmである。

##### 活動時期と活動間隔

活動時期は解釈1と同じで、約1万年前と6200-6800年前に西側隆起の断層活動があったと推定される。これらの年代から、活動間隔は4000~7000年程度となる。ただし、活動年代の推定には誤差が大きいことに留意する必要がある。

##### 平均変位速度と1回の変位量

A層基底に約1.2mの変位があることから、平均変位速度は0.15m/千年、1回の変位量は0.5~0.7mである。ただし、この変位量は断層変形のみの変位量である。撓曲帯全体で見るとこの変位量より大きい可能性がある。

## 活動区間

布引山地東縁断層帯東部の一部であるので、断層帯全体が活動区間であることにはかわりない。しかしながら、断層の変位量は1m以下であることから、この変位を生じた地震イベントは、マグニチュード7.6程度と推定される断層帯全体の活動とは考えにくく、断層帯の一部が破壊するイベントが生じてきた可能性がある。

### 6-3. 2 解釈2（津沖断層）

#### 位置・形状

津沖セグメントにその南方の短い断層を加え、津沖断層と呼び、布引山地東縁断層帯東部とは別の起震断層と評価する。北端位置は津沖セグメントと同じ、北緯 $34^{\circ}42'$ 、東経 $136^{\circ}36'$ である。南端はL17.5まで認められるが、さらに南側には測線が無いため、確認できている位置（北緯 $34^{\circ}41'$ 、東経 $136^{\circ}35'$ ）より南に連続する可能性がある。ただし、観察されている断層変位量から考えて、大きく断層長が伸びることは考えにくい。確認されている範囲の断層長は約10kmである。

#### 活動時期と活動間隔

解釈1と同じ。

#### 平均変位速度と1回の変位量

解釈1と同じ。

#### 活動区間

確認できる断層長は約10kmであるが、南端は確定できていない。しかしながら、1回の変位量は1m以下であると推定されることから、地震のマグニチュードは7以下であると推定され、断層長も大きく伸びることは考えにくい。

また、津沖断層を布引山地東縁断層帯東部から独立した起震断層と考えるのであれば、布引山地東縁断層帯東部も考え直す必要がある。津沖セグメントを同断層帯東部に含めないことになるので、北端は高茶屋断層北端となり断層長はかなり短くなる。北端の千里断層をどのように評価するかも検討する必要がある。今回の調査結果だけで、同断層帯全体の再評価は困難であるが、今後の課題として議論が望まれる。



## 7. その他

### 7.1 情報収集、地元への説明

2012年5月10日 海上保安庁海洋情報部を訪問し、伊勢湾の既存調査データの閲覧とデータの借用。

2012年5月30日 三重県防災対策部及び三重県漁連へ調査計画の説明と協力依頼。

2013年6月21日 三重県防災対策部へ調査結果の説明。

### 7.2 取材

なし

### 7.3 成果公表

(予定) 平成25年度活断層・古地震報告、産業技術総合研究所。

### 7.4 付属データ（電子データ）

SES2000 全断面

## 謝辞

現地での調査に当たっては、三重県防災対策部危機管理課及び三重県漁業連合会からのご協力を頂いた。また、海上保安庁海洋情報部からは、伊勢湾内の地震探査断面、音波探査断面、ボーリング調査を含む調査資料一式の提供を受けた。海上音波探査は、四日市港船籍の『うみねこ』を利用して実施した。調査海域でのピストンコアラーを用いた堆積物採取では、総合地質調査株式会社の、三宅川靖氏、丸山かおる氏、保坂美道氏、松岡弘和氏、武田伸勝氏、ならびに佐藤正良氏（総合地質調査株式会社）にお世話になった。また、作業船『第壱宏龍丸』および『第弐拾七宏龍』の乗組員の方々には調査全般を通じてご協力を受けた。以上の方々に、お礼申し上げます。

岡村行信、池原 研、西田尚央（産業技術総合研究所）

坂本 泉、滝野義幸、横山由香（東海大学海洋学部）

## 引用文献

- 中部空港調査会（1994）：中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書．88p.
- 中条純輔・須田芳朗（1971）：伊勢湾北部の重力分布とその考察．地質調査所月報，22，15-35.
- 中条純輔・須田芳朗（1972）：伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察．地質調査所月報，23，1-22.
- 中条純輔・高田康秀（1970）：音波探査による知多湾の研究．地質調査所月報，21，187-218.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋（2000）：伊勢湾における活断層調査．水路部研究報告，36，73-96.
- 地震調査研究推進本部（2005a）：鈴鹿東縁断層帯の長期評価の一部改訂について．  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar\\_suzukatoen/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_suzukatoen/index.htm).
- 地震調査研究推進本部（2005b）：布引山地東縁断層帯の長期評価について．  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr\\_nunobiki/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04apr_nunobiki/index.htm).
- 地震調査研究推進本部（2005c）：養老－桑名－四日市断層帯の評価．  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01nov\\_yoro/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01nov_yoro/index.htm).
- 地震調査研究推進本部（2005d）：伊勢湾断層帯の評価．  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may\\_ise/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm).
- 海上保安庁（1995）：1:100,000 海底地質構造図「伊勢湾」．海上保安庁水路部．
- 海上保安庁（1996）大都市周辺海域活断層調査－伊勢湾海上作業及び解析処理作業－報告書．海上保安庁．
- 建設省国土地理院（1973）：沿岸海域基礎調査報告書（四日市・津地区）．建設省国土地理院，44p.
- 桑原 徹（1968）：濃尾盆地と傾動地塊運動．第四紀研究，7，235-247.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀（1972）：伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系－“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題－．地質学論集，7，61-76.
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編火山灰アトラス－日本列島とその周辺．東京大学出版会，東京，336p.
- 牧野内 猛（2001）：東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷．豊橋市自然史館研報．11，33-39.
- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり（2000）：日本陸域の主な起震断層と地震の表－断層と

- 地震の地方別分布－. 活断層研究, 19, 33–54.
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内 猛・藤原八笛・伊藤 孝 (2000) : 知多半島西岸沖の伊勢湾断層. 地学雑誌, 109, 10-26.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guiderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.K., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009): INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 51, 1111–1150.
- Shishikura, M., Echigo, T., Kaneda, H. (2007): Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using  $^{14}\text{C}$  ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes. Quaternary Research, 67, 286–291.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993): Extended  $^{14}\text{C}$  age data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. Radiocarbon, 35, 215–230.
- 豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内 猛・堀川義夫・長谷川 淳 (1999) : 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖) の海底地形・地質. 地学雑誌, 108, 5, 589-615.
- 海津正倫 (1992) : 木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程. 堆積学研究会報, 36, 47–56.
- 吉田史郎 (1987) : 津東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 72p.